

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

**Analisi biostratigrafica a conodonti della sezione
di Concuors Le Haut (Montagne Noire, Francia)**

Candidato:

Samuele Rinaldi

Relatore:

Prof.ssa Claudia Spalletta

Sessione Luglio 2016

Anno Accademico 2015-2016

INDICE

- 1) INTRODUZIONE	p.3
- 2) INQUADRAMENTO GEOLOGICO	p.3
- 2.1) Formazione dei Calcarei a Griottes	p.6
- 2.2) Descrizione della sezione stratigrafica di Concours le Haut	p.7
- 3) MATERIALI E METODI	p.7
- 4) DESCRIZIONE DEI RISULTATI	p.8
- 4.1) Biostratigrafia a conodonti	p.8
- 4.2) Biofacies a conodonti	p.15
- 4.3) Indice del Colore di Alterazione dei conodonti (CAI)	p.15
- 5) CONCLUSIONI	p.17
- 6) BIBLIOGRAFIA	p.19

1 – INTRODUZIONE

Il lavoro svolto per la presente tesina aveva lo scopo di datare alcuni campioni provenienti dalla cava di Concours Le Haut (area del Monte Peyoux, Montagne Noire, sud-ovest della Francia, fig. 1.1) tramite una analisi biostratigrafica a conodonti. Tale analisi viene svolta al microscopio ottico, si tratta quindi di un lavoro di laboratorio.

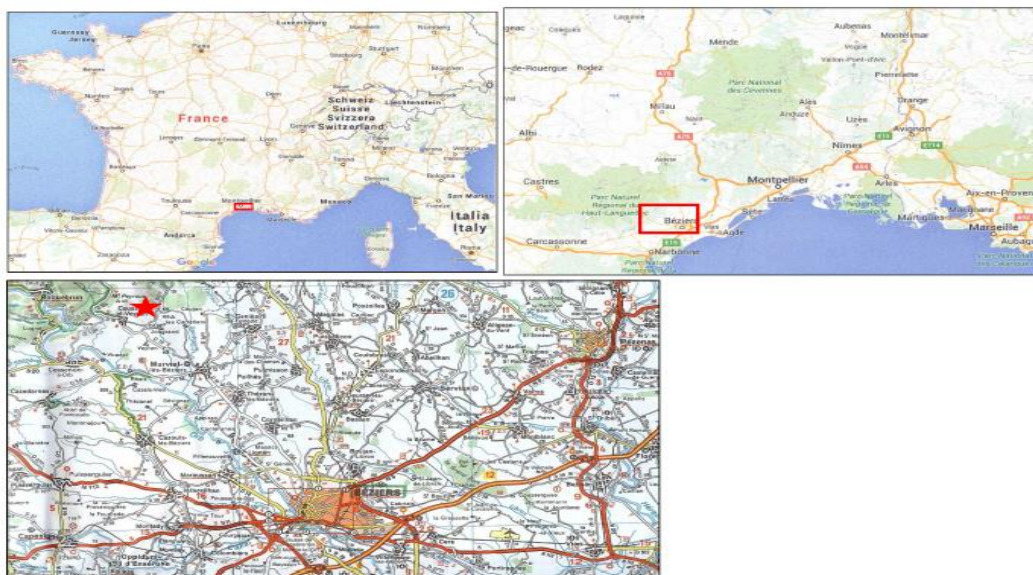


Fig. 1.1 Ubicazione della sezione di Concours le Haut (Montagne Noire, Francia). La posizione esatta della sezione è indicata da una stella.

2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nell'area delle Montagne Noire, situata al margine sud del Massiccio Centrale Francese affiorano rocce di età precambriana e paleozoica (dal Cambriano al Carbonifero Inferiore) che sono state deformate durante l'orogenesi varisica, o ercinica, e che possono essere suddivise, in base al metamorfismo subito e alla litologia, in tre principali unità (Feist, 2002):

- zona settentrionale, caratterizzata da deformazioni fragili;
- nucleo centrale, allungato in direzione ENE- WSW, composto da gneiss e migmatiti;
- zona meridionale, formata da complessi di rocce a pieghe reclinate con un grado di metamorfismo basso o assente.

Le rocce di basso grado metamorfico o non metamorfiche oggi affioranti nella zona meridionale delle Montagne Noire sono ricche in fossili. Esse si sono depositate al margine settentrionale del Gondwana in un bacino apertosi nel Paleozoico inferiore tra Baltica e Gondwana e in seguito chiusosi durante l'orogenesi varisica. In base alla storia della evoluzione geodinamica di questo bacino esse possono essere schematicamente suddivise in una successione pre-varisica, una pre-tettonica e una sin-tettonica (Feist, 2002).

Successione pre-varisica

La successione pre-varisica è costituita da rocce di età dal Cambriano al Siluriano che si sono depositate su un basamento metamorfico precambriano. La parte iniziale del Cambriano Inferiore è rappresentata da arenarie, che via via presentano sempre più frequenti intercalazioni carbonatiche, finché la deposizione carbonatica sostituisce completamente quella terrigena. I depositi della parte superiore del Cambriano Inferiore sono infatti depositi di piattaforma carbonatica tidale, come quelli coevi di altre aree del mediterraneo (Sardegna e Marocco).

All' inizio del Cambriano Medio, la piattaforma carbonatica cominciò progressivamente ad affondare e sopra ad essa cominciarono a depositarsi siltiti argillose. Successivamente, durante il Cambriano Superiore, si depositarono arenarie quarzose intercalate con argilliti (slate) limose, includenti sporadiche lenti di calcari.

L' Ordoviciano Inferiore è rappresentato da una spessa e monotona successione composta da un'alternanza di arenarie quarzose e argilliti (slate). L' Ordoviciano Superiore e il Siluriano (compreso il limite Siluriano-Devoniano) si sono preservati esclusivamente come olistoliti all' interno del Wildflysch di Cabrières . Nell'area di Cabrières i blocchi più antichi risalgono al Termadociano. Le rocce dell' Ordoviciano Inferiore sono conformemente sovrastate da circa 150 m di rocce andesitiche e vulcano-clastiche. Nell'area di Cabrières affiorano anche, come olistoliti, rocce di età siluriana costituite da argilliti nere a graptoliti passanti a calcari scuri. Il Siluriano Superiore è rappresentato da calcarentiti con faune neritiche. Questi ultimi depositi fanno pensare che durante il Siluriano Superiore ci sia stato un abbassamento del livello del mare.

Successione pre-tettonica

Questa successione nell'area dei sovrascorrimenti (nappe) comprende quasi esclusivamente rocce carbonatiche di età devoniana e carbonifera inferiore. Nel Lochkoviano depositi trasgressivi costieri sono seguiti da dolomie depositatesi in condizioni pre-evaporitiche e lagunari e poi da marne e calcari di mare basso. Alla fine del Devoniano Inferiore si ebbe una transizione da depositi neritici a pelagici e il bacino si differenziò in una serie di alti sottomarini, caratterizzati da sedimentazione di calcari nodulari, e depressioni dove si depositavano selci e argilliti eusiniche. Tali condizioni perdurarono fino al Devoniano Medio e alla parte basale del Devoniano Superiore. Durante il resto del Devoniano Superiore e fino alla parte basale del Carbonifero Inferiore si sedimentarono calcari pelagici distali delle facies a “griottes” (calcilutiti nodulari con fossili di cefalopodi) la cui successione include shale neri corrispondenti agli Hangenberg Shale al limite Devoniano/Carbonifero e radiolariti nere di età tournaiana. Il Viseano è caratterizzato da depositi di scarpata e piede di scarpata costituiti da selci intercalate a torbiditi calcaree.

Nell'area di Cabrières rocce devoniano-carbonifere sono preservate come olistoliti e sembrano provenire da aree meno profonde di quelle dell'area dei sovrascorrimenti.

Successione sin-tettonica

Depositi di Flysch del Carbonifero, databili al Viseano superiore in base a sporadici ritrovamenti di goniatiti, sono caratteristici della parte più a sud ed esterna della catena del Massiccio Centrale. Nella zona meridionale delle Montagne Noire si trova la successione più spessa e completa di questo Flysch che nell'area di Cabrières è caratterizzato dalla presenza di numerosi olistoliti di dimensioni da un metro cubo a un chilometro cubo costituiti da rocce di età dal Cambriano al Viseano.

L'area a falde tettoniche (nappe) del Monte Peyroux, da cui provengono i campioni studiati, è caratterizzata da depositi di sedimentazione continua dal Devoniano basale al tetto del Dinantiano (Carbonifero Inferiore p.p.), costituenti un megaciclo durato circa 70 milioni di anni, che può essere suddiviso in due cicli principali: uno più antico, che corrisponde più o meno alla successione pre-tettonica di piattaforma carbonatica descritta in precedenza, di spessore totale di circa 800 metri e uno più recente, che corrisponde alla successione sin-tettonica, costituito da 3-4 km di spessore di Flysch accumulatosi in un tempo relativamente breve (circa 500.000 anni).

Nella sezione di riferimento dell'area all'interno del primo ciclo principale si possono distinguere quattro cicli che costituiscono la base per la suddivisione litostratigrafica. Dal più antico al più recente, possiamo distinguere (Feist, 1985, fig. 2.1):

Primo ciclo: a) Formazione di Rocs-Nègres; b) Formazione di Bissounel

Secondo ciclo: c) Formazione del Mont Peyroux; d) Formazione di Clapassous

Terzo ciclo: e) Formazione di Coumiac

Quarto ciclo: f) Formazione dei Calcarì a Griottes

Di seguito verrà brevemente descritta solo la Formazione dei Calcarì a Griottes, in quanto i campioni studiati provengono da questa formazione.

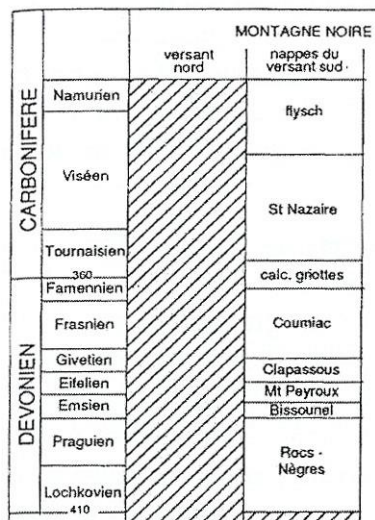


Fig. 2.1 Successione stratigrafica dell'area del Monte Peyroux (Montagne Noire, da Feist, 2002).

2.1 Formazione dei Calcari a Griottes

La Formazione dei Calcari a Griottes ha uno spessore totale di circa 45 metri ed età dal Famenniano inferiore (Devoniano Superiore) al Tournaisiano inferiore (Carbonifero Inferiore). Può essere suddivisa in due membri (Feist, 1985, 2002, fig.2.2).

Membro inferiore (“vraie griottes” Boyer *et al.*, 1968)

Il membro inferiore ha uno spessore massimo di 12, 5 m. Si presenta come un calcare nodulare rosso scuro, il colore originale varia da giallo a grigio per alterazione superficiale. I noduli possono contenere piccole goniatiti. Gli strati calcarei sono intervallati da livelli di argilliti che contengono concrezioni di pirite e modelli interni di goniatiti, baccitridi, bivalvi e brachiopodi. L'ambiente di deposizione è pelagico di piattaforma esterna. L'età, in termini di biostratigrafia a conodonti, va dalla Upper *crepida* Zone fino alla Lower *marginifera* Zone.

Membro superiore (“supragriottes” Boyer *et al.*, 1968)

Il membro superiore, di spessore che può superare i 30 m, si presenta come un calcare nodulare e micronodulare di colore da rosa a grigio, in strati massivi a faune pelagiche (cefalopodi, bivalvi a guscio sottile, ostracodi, foraminiferi, trilobiti ciechi). Nella parte superiore dell'unità, i calcari nodulari, che prima apparivano compatti, diventano ben stratificati con sottili interstrati pelitici. A tre metri dal tetto questa unità presenta uno strato di circa 20 cm di argilliti grigio scure che si possono correlare con gli Hangenberg Shale presenti al limite Devoniano/Carbonifero in molte successioni pelagiche a livello mondiale. L'ambiente di deposizione è pelagico di piattaforma esterna. L'età, in termini di biostratigrafia a conodonti, va dalla Upper *marginifera* Zone alla Upper *duplicata* Zone.

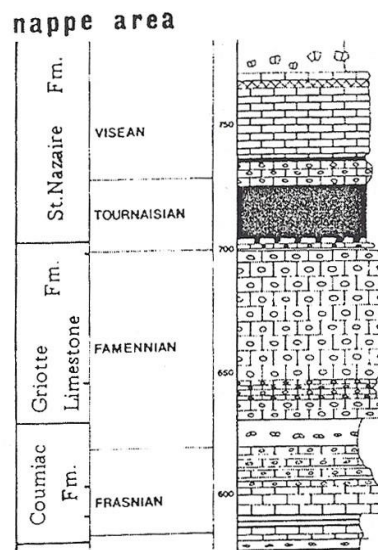


Fig. 2.2 Successione stratigrafica del Devoniano Superiore e Carbonifero Inferiore dell'area del Monte Peyroux (da Feist, 1985).

2.2 Descrizione della sezione stratigrafica di Concours le Haut

La sezione misurata e campionata per conodonti nella cava di Concours le Haut (CH) ha uno spessore totale di 637 cm. E' costituita da calcari nodulari attribuibili alla Formazione dei Calcarei a Griottes (vedi fig. 4.2). Macroscopicamente questi calcari si presentano di colore variabile da rosso a bruno grigiastro, di aspetto nodulare enfatizzato dalla presenza di rilegature di argille rosse e giallastre. Verso l'alto della sezione il colore cambia e da rosso diventa grigiastro e le rilegature argillose diminuiscono, per cui i calcari hanno un aspetto meno nodulare. I giunti di stratificazione sono ondulati e spesso difficilmente riconoscibili dato l'aspetto nodulare dei calcari. In sezione sottile si tratta di micriti ricche in fossili (wackstone), tra cui abbondanti resti di trilobiti, goniatiti, brachiopodi, rari articoli di crinoidi, si notano anche sparsi aggregati di pirite.

3 – MATERIALI E METODI

I conodonti sono microfossili marini a composizione fosfatica di grandezza variabile tra 0.1 e 2 mm. Facevano parte di un apparato masticatore situato nella parte cefalica di un animale a corpo molle di cui costituivano le uniche parti mineralizzate. Gli animali conodonti sono considerati un gruppo estinto di cordati primitivi (Donoghue, Forey & Aldridge, 2000; Donoghue & Keating, 2014) sistematicamente correlati ai vertebrati privi di mascelle.

I conodonti si rinvennero in rocce prevalentemente carbonatiche di età dal Cambriano Superiore alla fine del Triassico e per tutto questo lungo periodo di tempo hanno un alto valore stratigrafico. Per alcuni periodi, come il Devoniano, sono utilizzati per le biozonature standard e come criteri per la definizione dei limiti basali dei piani.

I cinque campioni, di peso medio di 1675 grammi, oggetto della tesina sono stati sciolti con la tecnica convenzionale utilizzando acido acetico diluito al 10%. In seguito il residuo insoluto è stato setacciato con tre setacci a maglie rispettivamente di 800, 125 e 63 micron. I conodonti, date le loro dimensioni medie, di solito si rinvennero nella frazione ottenuta dal setaccio a maglie di 125 micron. Questa frazione di residuo, considerato il peso specifico medio piuttosto elevato dei conodonti (superiore a quello del quarzo), è stata trattata con politungstato di sodio per ridurla prima di osservarla al microscopio ottico.

Durante l'osservazione al microscopio ottico sono stati prelevati dal residuo tutti i conodonti interi e tutti i frammenti. Questa ultima parte di lavoro è stata effettuata personalmente.

In seguito sono stati identificati e contati tutti gli elementi interi, o parzialmente rotti ma identificabili, che occupano la posizione P1 (o Pa o P0) nell'apparato masticatore (Sweet, 1988). Altri elementi dell'apparato (ramiformi) sono stati prelevati dal residuo ma non classificati. L'identificazione degli elementi, la determinazione delle biofacies e del Colore di Alterazione che hanno portato ai risultati descritti nel capitolo successivo sono stati effettuati personalmente.

4 – DESCRIZIONE DEI RISULTATI

4.1 Biostratigrafia a conodonti

I cinque campioni raccolti nella sezione misurata nella Cava di Concours le Haut (sezione di Concours le Haut, CH) contenevano 246 elementi P1 classificabili. Sono state riconosciute una specie del genere *Alternognathus*, una del genere *Mehlina*, nove sottospecie del genere *Palmatolepis* e sei specie e sottospecie del genere *Polygnathus* (figure 4.1 e 4.2 e tavola 1).

SEZIONE CONCOURS LE HAUT (CH)						
Specie presenti/campioni	CH A	CH B	CH C	CH D	CH E	TOTALE
Peso (g)	1240	1340	1970	1930	1880	8360
<i>M. strigosa</i>	2					2
<i>Pa. glabra lepta</i>	5	14	5	2		26
<i>Pa. glabra pectinata</i>	1			2		3
<i>Pa. glabra prima</i>	6					6
<i>Pa. gracilis gracilis</i>	3	1				4
<i>Pa. marginifera marginifera</i>	1				2	3
<i>Pa. perlobata schindewolfi</i>	22	17	1	8	25	73
<i>Po. glaber glaber</i>	1	2		2		5
<i>Po. lauriformis</i>	2	7				9
<i>Po. nodocostatus</i>	3	9		3		15
<i>Po. nodoundatus</i>	12	7	7	3	8	37
<i>Alt. pseudostrigosus</i>		2	3			5
<i>Pa. glabra distorta</i>		3			49	52
<i>Po. lagowiensis</i>		2				2
<i>Pa. minuta minuta</i>			1			1
<i>Pa. rugosa cf. ampla</i>					1	1
<i>Po. granulosis</i>					2	2
TOTALE	58	64	17	20	87	246

Fig. 4.1 Distribuzione numerica degli elementi conodonti attribuiti alle specie e sottospecie identificate nei campioni della sezione Concours le Haut. *Alt.* = *Alternognathus*; *M.* = *Mehlina*; *Pa.* = *Palmatolepis*; *Po.* = *Polygnahtus*.

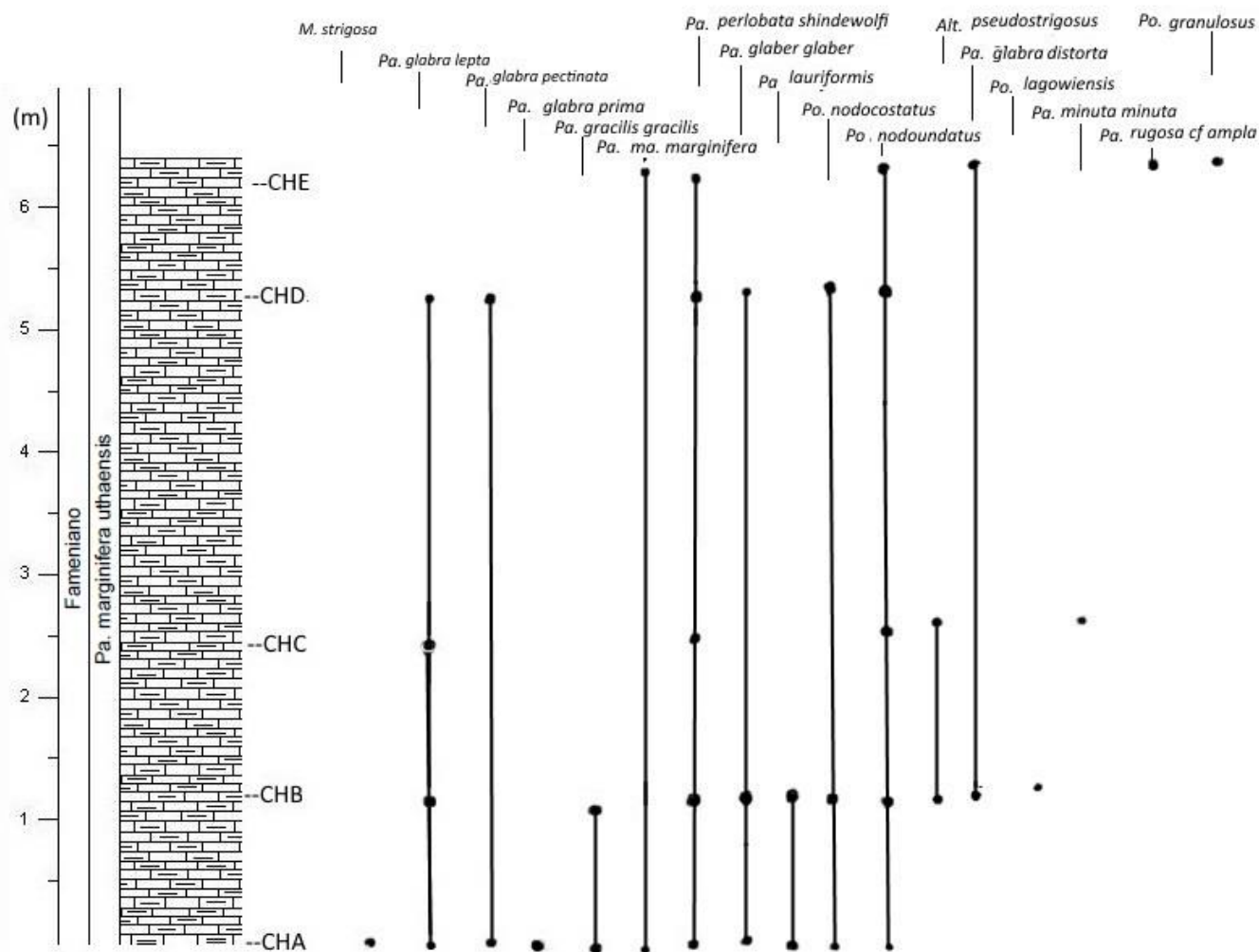


Fig. 4.2 Colonna stratigrafica della sezione di Concours le Haut con distribuzione verticale delle specie di conodonti identificate nei campioni analizzati. Alt. = *Alternognathus*; M. = *Mehlina*; Pa. = *Palmatolepis*; Po. = *Polygnathus*. La litologia è costituita da calcari nodulari, i campioni sono indicati dalla sigla CH seguita da una lettera in progressione alfabetica.

Quasi tutte le specie e sottospecie di conodonti riconosciuti hanno distribuzione stratigrafica ampia, che comprende diverse biozone. L'attribuzione biozonale è stata fatta in base alla presenza di alcuni conodonti che hanno distribuzione stratigrafica più ridotta.

Per la attribuzione biozonale sono state seguite la biozonazione standard a conodonti del Devoniano Superiore proposta da Ziegler & Sandberg nel 1990 (fig. 4.3) e la versione della

biozonazione a conodonti del Famenniano recentemente proposta da Spalletta *et al.* (Spalletta *et al.*, 2015, fig. 4.4).

EPOCH	AGE	DCB ~m.y.	STANDARD CONODONT ZONE (PELAGIC BIOFACIES)	DEFINITIVE FIRST OCCURRENCE
EARLY CARB.		0	<i>sulcata</i>	<i>Siphonodella sulcata</i>
LATE DEVONIAN	FAMENNIAN	-1	<i>praesulcata</i>	Late <i>Protognathodus kockeli</i>
				Middle
				Early <i>Si. praesulcata</i>
		-2	<i>expansa</i>	Late <i>Bispathodus ultimus</i>
				Middle <i>Bispathodus aculeatus</i>
				Early <i>Pa. gracilis expansa</i>
		-3	<i>postera</i>	Late <i>Pa. gracilis manca</i>
				Early <i>Pa. perlobata postera</i>
		-4	<i>trachytera</i>	Late <i>Pseudo. granulosus</i>
				Early <i>Pa. rugosa trachytera</i>
		-5	<i>marginifera</i>	Late <i>S. velifer velifer</i>
				Late <i>Pa. marginifera utahensis</i>
				Early <i>Pa. m. marginifera</i>
		-6	<i>rhomboidea</i>	Late
				Early <i>Pa. rhomboidea</i>
		-7	<i>crepida</i>	Late <i>Pa. glabra pectinata</i>
				Late <i>Pa. glabra prima</i>
				Middle <i>Palmatolepis termini</i>
		-8	<i>triangularis</i>	Early <i>Palmatolepis crepida</i>
				Late <i>Pa. minuta minuta</i>
				Middle <i>Pa. delicatula platys</i>
		Early <i>Pa. triangularis</i>		
-9				
FRASNIAN	FRASNIAN	-10	<i>linguiformis</i>	<i>Pa. linguiformis</i>
		-11	<i>rhenana</i>	Late <i>Pa. rhenana rhenana</i>
				Early <i>Pa. rhenana nasuta</i>
		-12	<i>jamieae</i>	<i>Palmatolepis jamieae</i>
		-13	<i>hassi</i>	Late <i>Ag. triangularis</i>
				Early <i>Palmatolepis hassi</i>
		-14	<i>punctata</i>	<i>Palmatolepis punctata</i>
			<i>transitans</i>	<i>Palmatolepis transitans</i>
		-15	<i>falsiovalis</i>	Late <i>Mesotaxis asymmetrica</i>
				Early <i>Mesotaxis falsiovalis</i>
MIDDLE DEV.		-15	<i>disparilis</i>	<i>Klapperina disparilis</i>

Fig. 4.3 Biozonazione standard a conodonti del Devoniano Superiore (da Ziegler & Sandberg, 1990).

Ziegler & Sandberg (1990)	THIS PAPER
<i>sulcata</i>	<i>Pr. kockeli</i>
Upper <i>praesulcata</i>	<i>Bi. ultimus</i>
Middle <i>praesulcata</i>	
Lower <i>praesulcata</i>	
Upper <i>expansa</i>	
Middle <i>expansa</i>	<i>Bi. costatus</i>
	<i>Bi. ac. aculeatus</i>
Lower <i>expansa</i>	<i>Pa. gr. expansa</i>
Upper <i>postera</i>	<i>Pa. gr. manca</i>
Lower <i>postera</i>	<i>Pa. p. postera</i>
Upper <i>trachytera</i>	<i>Ps. granulosus</i>
Lower <i>trachytera</i>	<i>Pa. r. trachytera</i>
Uppermost <i>marginifera</i>	<i>A. beulensis</i>
Upper <i>marginifera</i>	<i>Pa. m. utahensis</i>
Lower <i>marginifera</i>	<i>Pa. m. marginifera</i>
Upper <i>rhomboidea</i>	<i>Pa. gr. gracilis</i>
Lower <i>rhomboidea</i>	<i>Pa. rhomboidea</i>
Uppermost <i>crepida</i>	<i>Pa. gl. pectinata</i>
Upper <i>crepida</i>	<i>Pa. gl. prima</i>
Middle <i>crepida</i>	<i>Pa. termini</i>
Lower <i>crepida</i>	<i>Pa. crepida</i>
Upper <i>triangularis</i>	<i>Pa. m. minuta</i>
Middle <i>triangularis</i>	<i>Pa. del. platys</i>
Lower <i>triangularis</i>	<i>Pa. triangularis</i>
	<i>Pa. subperlobata</i>

Fig. 4.4 Correlazione tra la biozonazione standard a conodonti del Devoniano Superiore di Ziegler & Sandberg (1990) con la nuova biozonazione proposta da Spalletta *et al.* (2015), in figura indicata sotto la colonna “This paper”. E’ evidenziata in rosso la biozona riconosciuta dall’analisi dei conodonti rinvenuti nei campioni esaminati.

Nel campione CH A è presente *Polygnathus nodoundatus* Helms. Questa specie compare nella seconda parte della Upper *marginifera* Zone della biozonatura standard, corrispondente alla *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone di Spalletta *et al.* (2015). Le altre specie e sottospecie di conodonti contenuti nel campione CH A hanno tutte una distribuzione stratigrafica ampia che

comprende varie biozone del Famenniano, tra cui anche la *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone. Tra queste specie è da notare la presenza di *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler che si estingue durante la *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone. Il marker zonale *Palmatolepis marginifera utahensis* Ziegler & Sandberg non è presente nel campione CH A, però in base alla presenza contemporanea di *Polygnathus nodondatus* e di *Palmatolepis glabra pectinata* il campione è stato attribuito alla parte media della *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone.

Nel campione CH B oltre ad alcune specie già presenti nel campione CH A sono stati trovati anche *Alternognathus pseduostrigosus* (Dreesen & Duser), *Palmatolepis glabra distorta* Branson & Mehl e *Polygnathus lagowiensis* Helms & Wolska. Queste tre specie hanno una ampia distribuzione stratigrafica, che comprende la biozona *Palmatolepis marginifera utahensis*.

Nel campione CH C oltre alle specie già presenti nei campioni precedenti, è stata riconosciuta *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, la cui distribuzione stratigrafica comprende anche la biozona *Palmatolepis marginifera utahensis*.

Nel campione CH D sono stati rinvenuti pochi conodonti, la cui distribuzione stratigrafica è in accordo con l'attribuzione alla biozona *Palmatolepis marginifera utahensis*.

Nel campione CH E, sono stati trovati anche *Palmatolepis rugosa* cf. *ampla* Müller e *Polygnathus granulosus* Branson & Mehl. Di questi due, *Polygnathus granulosus* compare durante la biozona *Palmatolepis marginifera utahensis*, *Palmatolepis rugosa* cf. *ampla* inizia quasi al tetto della biozona.

Tutti i campioni sono quindi attribuibili alla seconda metà della *Palmatolepis marginifera utahensis* Zone (cioè alla Upper *marginifera* Zone della biozonazione standard).

4.2 Biofacies a conodonti

Una biofacies a conodonti viene definita dalla presenza del genere o dei due generi più abbondanti all'interno di una associazione fossile. Se un genere supera l'80% viene utilizzato per nominare la biofacies solo il nome di questo genere, mentre si usano i nomi dei due generi più abbondanti nel caso in cui la loro somma percentuale superi il 70%. La biofacies viene denominata mista se la somma percentuale dei due generi maggiormente rappresentati non rappresenta almeno il 70% della fauna (Sandberg *et al.*, 1988; Ziegler & Sandberg, 1990).

Le biofacies danno indicazioni sugli ambienti deposizionali essendo state correlate ad ambienti diversi (fig. 4.5).

Per l'intervallo di tempo che va dal Frasniano al Fameniano le biofacies definite sono nove:

- (I) Biofacies a palmatolepidi
- (II) Biofacies a palmatolepidi/polygnatidi
- (III) Biofacies a polygnatidi/icriodidi
- (IV) Biofacies a polygnatidi/pelekysgnatidi
- (V) Biofacies a clydagnatidi
- (VI) Biofacies a scaphignatidi
- (VII) Biofacies a patrognatidi
- (VIII) Biofacies a pandorinellidi
- (IX) Biofacies ad antognatidi

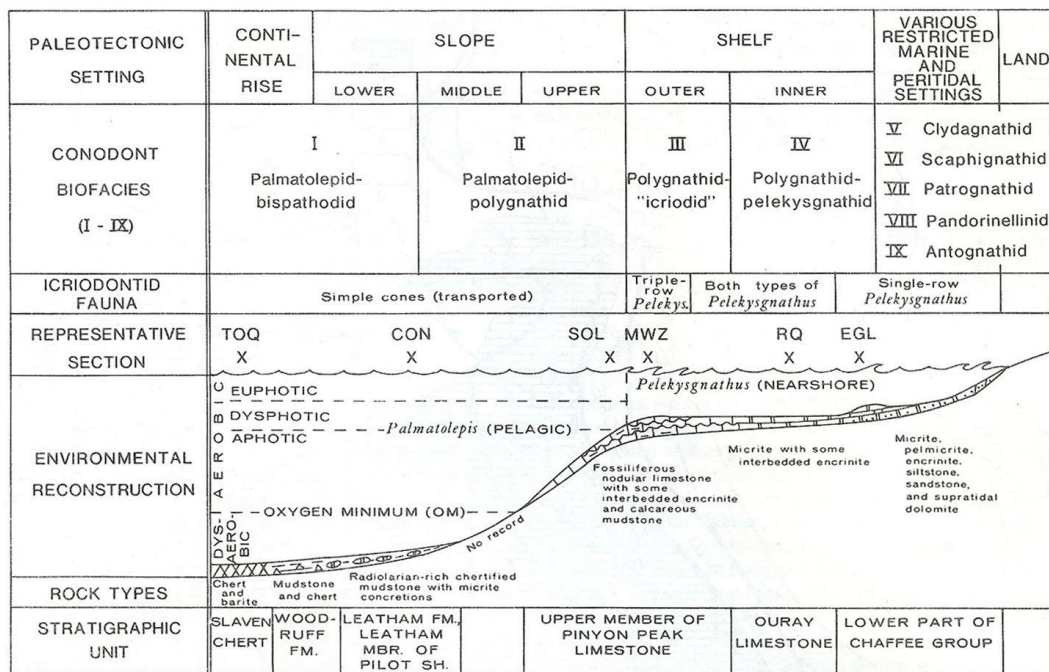


Fig 4.5 Modello delle biofacies a conodonti del Devoniano Superiore elaborata in base a dati delle seguenti aree: TOQ, East Northumberland Canyon, Touquima Range, Nevada; CON, Little-and-a-Half Canyon, Confusion Range, Utah; SOL, South Lakeside Mountains, Utah; MWZ, Mowitza Mine, Star Range, Utah; RQ, Rockwood quarry, San Juan Mountains, Colorado; EGL, Est Glenwood Canyon, Colorado (da Sandberg & Dreesen, 1984).

Per definire le biofacies dei campioni studiati ho realizzato una tabella percentuale degli elementi attribuiti alle specie e sottospecie dei generi riconosciuti (fig. 4.6) dove si nota che in quattro campioni la biofacies risulta essere la (II) Biofacies a palmatolepidi/polygnatidi, che quindi è la biofacies più rappresentata, solo il campione CH E risulta appartenere alla (I) Biofacies a palmatolepidi.

Tabella delle biofaces a conodonti

Biofacies	Pa-Po	Pa-Po	Pa-Po	Pa-Po	Pa
Generi/Campioni	CH A	CH B	CH C	CH D	CH E
<i>Alternognathus</i>	0,00%	3,50%	17,64%	0,00%	0,00%
<i>Melhina</i>	3,45%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
<i>Palmatolepis</i>	65,51%	61,41%	41,18%	60,00%	88,50%
<i>Polygnathus</i>	31,04%	35,09%	41,18%	40,00%	11,50%
	100,00%	96,50%	82,36%	100,00%	100,00%

Fig. 4.6 Tabella delle biofacies a conodonti riconosciute nei campioni analizzati, riportante le percentuali degli elementi appartenenti ai generi determinati.

Secondo il modello delle biofacies proposto da Ziegler & Sandberg (1990), le biofacies riconosciute corrispondono a un ambiente pelagico di middle e lower slope, in accordo con la stratigrafia e la evoluzione geologica dell'area del Monte Peyroux e soprattutto con l'interpretazione ambientale dei Calcarei a Griottes che risultano essersi depositati in ambiente pelagico.

4.3 Indice del Colore di Alterazione dei conodonti (CAI)

Dopo aver classificato gli elementi conodonti ho anche stabilito il loro colore di alterazione (CAI). Questa determinazione è stata tentata in questa tesina per la prima volta per conodonti provenienti dalle Montagne Noire. Infatti, nonostante esistano molti lavori di biostratigrafia, tassonomia e statistica su conodonti di varie aree delle Montagne Noire, uno studio sul CAI non è mai stato fatto e nei lavori noti il CAI dei conodonti studiati non è mai stato determinato.

Il colore di alterazione dei conodonti può essere utilizzato come termometro geologico e attualmente è usato per determinare la maturità degli idrocarburi contenuti nelle rocce che contengono anche conodonti.

La proprietà dei conodonti di cambiare colore a seconda della temperatura fu scoperta da Anita Harris, una specialista in conodonti che lavorava per il Servizio Geologico degli Stati Uniti.

Harris si era accorta che i conodonti avevano colori diversi a seconda della provenienza. Il colore naturale dei conodonti, che sono composti di calciofluoroapatite, è giallo trasparente (color ambra chiaro). Poiché il colore dei conodonti sembrava variare coerentemente, presentandosi più scuro, in elementi provenienti da rocce sottoposte a forte diagenesi Harris provò a sottoporre elementi di colore naturale a riscaldamento controllato in forno e scoprì che effettivamente un dato colore corrispondeva ad una data temperatura (Epstein *et al.*, 1977). Fu così realizzato un metodo per stabilire la temperatura massima raggiunta da una roccia sedimentaria contenente conodonti.

Per determinare il CAI i conodonti possono venire confrontati con la tavola dei colori di alterazione riportata in Epstein *et al.* (1977, fig. 4.7) oppure, come nel caso dei campioni da me studiati, con un comparatore composto di elementi preparati direttamente da Anita Harris.

Il confronto degli elementi contenuti nei miei campioni col comparatore mi ha permesso di attribuire agli elementi dei miei campioni un CAI mediamente uguale a 3, valore corrispondente a una temperatura compresa tra i 110 e i 200° Celsius (vedi fig. 4.7).











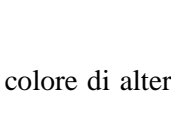

COLOR ALTERATION INDEX	EXPERIMENTALLY PRODUCED COLOR ALTERATION	COLOR ALTERATION IN FIELD COLLECTIONS	TEMPERATURE RANGE, °C	FIXED CARBON RANGE
1			<50°-80°	<60%
1½			50°-90°	55% to 70%
2			60°-140°	70% to 80%
3			110°-200°	80% to 95%
4			190°-300°	+95%
5			+300°	

Fig. 4.7 Carta del colore di alterazione dei Conodonti (CAI) in relazione alla temperatura (da Epstein *et al.*, 1977).

Questa temperatura risulta essere in accordo con quella presumibilmente raggiunta durante il seppellimento dai Calcari a Griottes nell'area del Monte Peyroux. In questa area infatti sopra i Calcari a Griottes si sono depositati dai 3000 ai 4000 m di flysch.

5 – CONCLUSIONI

Lo studio dei conodonti provenienti dai campioni della sezione di Concours le Haut ha permesso di attribuire i campioni stessi alla biozona *Palmatolepis marginifera utahensis* di Spalletta *et al.* (2015) corrispondente alla biozona Upper *marginifera* della biozonatura standard a conodonti del Devoniano Superiore di Ziegler & Sandberg (1990) e quindi al Famenniano (Devoniano Superiore). L'attribuzione biozonale consente inoltre di dire che i Calcari a Griottes della Cava di Concours le Haut fanno parte del membro superiore di questa unità litostratigrafica. In particolare la sezione misurata corrisponde alla parte basale di questo membro. Si è inoltre dimostrata la validità della biozonatura modificata da Spalletta *et al.* (2015) anche nell'area delle Montagne Noire.

Per la prima volta è stato riconosciuto il CAI di conodonti provenienti dalle Montagne Noire questo CAI, valutato pari a 3, è in accordo con il seppellimento sotto circa 4000 m di flysch subito dai Calcari a Griottes nell'area del Monte Peyroux durante la diagenesi.



Tavola 1

- 1 – *Mehlina strigosa* (Branson & Mehl), vista laterale, campione CH A.
- 2 – *Palmatolepis glabra distorta* Branson & Mehl, vista superiore, campione CH E.
- 3 – *Palmatolepis glabra lepta* Ziegler & Huddle, vista superiore, campione CH B.
- 4 – *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, vista superiore, campione CH A.
- 5 – *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms, vista superiore, campione CH A.
- 6, 7 – *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller, vista superiore, campione CH B.
- 8 – *Polygnathus granulosus* Branson & Mehl, vista superiore, campione CH E.
- 9, 10 – *Polygnathus nodoundatus* Helms, vista superiore, 9: campione CH A, 10: campione CH B.

8 – BIBLIOGRAFIA

Boyer F., Krylatov S., Le Fevre J. & Stoppel D., 1968 – Le Dévonien supérieur et la limite Dévono-Carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie-biostratigraphie (conodontes). Bulletin Centre Recherche de Pau-SNPA, 2, 1, 5-33.

Donoghue P.C.J., Forey P.L. & Aldridge R.J., 2000 – Conodont affinity and chordate phylogeny. Biological Reviews, 75, 191-251.

Donoghue P.C.J. & Keating J.N., 2014 – Early vertebrate evolution. Paleontology, 57, 5, 879-893.

Dreesen R. & Duser M., 1974 – Refinement of conodont-zonation in the Famennian-type area. In: J. Bouckaert & M. Steel (eds), Belgian micropaleontological limits from Emsian to Viséan. International Symposium on Namur 1974, Geological Survey Belgium, Publ.13, 36 pp.

Epstein A.G., Epstein J.B. & Harris L.D., 1977 – Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. Geological Survey Professional Paper 995, 1-27.

Feist R., 1985 – Devonian stratigraphy of the southeastern Montagne Noire (France). Courier Forschungsinstitute Senckenberg, 75, 331-352.

Feist R., in collaboration with Girard C., Kaufmann B., Klapper G., Korn D., Lerosee-Aubril R., Perret M.-F., Schraut G., Spalletta C., Vizcaino D. and Wiederer U., 2002 – The Palaeozoic of the Montagne Noire, Southern France. Guidebook of the Field Excursion, IUGS, IGCP 421 North Gondwana mid-Paleozoic Biodynamics and ECOS VIII 8th European Conodont Symposium, University of Montpellier II, 84 pp., Montpellier.

Helms J., 1961 – Die “*nodocostata*-gruppe” der gattung *Polygnathus*, Oberdevonische Conodonten. Geologie, 6, 674-711.

Perri M.C. & Spalletta C., 1990 - Famennian conodonts from climenid pelagic limestone, Carnic Alps, Italy. Palaeontographia Italica, 77, 55-83.

Sandberg C.A. & Dreesen R., 1984 – Late Devonian icriodontid biofacies model and alternate shallow-water conodont zonation. Geological Society of America, Special Paper 196, 143-178.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R. & Butler J.L., 1988 – Late Frasnian Mass Extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes And Possible Causes. Courier Forschungsinstitute Senckenberg 102, 263–307.

Spalletta C., Perri M. C., Corradini C. & Over D. J., 2015 – Proposed revision of the Famennian (Upper Devonian) standard conodont zonation. In: B. Mottequin, J. Denayer, P. Königshof, C. Prestianni & S. Olive (eds) IGCP 596 – SDS Symposium (September 20-22, 2015, Brussels) Climate change and Biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic, Abstract Volume, Strata 16, 135-136.

Sweet W.C., 1988 – The Conodonta. Morphology, taxonomy, paleoecology, and evolution history of a long-extinct animal phylum. Oxford Monographs on geology and geophysics, 10, 212 pp., Clarendon Press, Oxford.

Ziegler W. (ed.), 1975 – Catalogue of Conodonts, 2, 574 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler W. (ed.), 1977 – Catalogue of Conodonts, 3, 440 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler W. & Sandberg C.A., 1990 – The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Courier Forschungsinstitute Senckenberg, 121, 1–115.